

FUENTE DE PARÁMETROS IMAGEN DE LA ANOMALÍA MAGNÉTICA EN EL SECTOR PUNTA GIGANTE, DE LA BAHÍA DE CARTAGENA

SOURCE PARAMETER IMAGE OF THE MAGNETIC ANOMALY IN THE IN THE SECTOR PUNTA GIGANTE CARTAGENA BAY

Fecha de recepción: 31 de mayo de 2010 / Fecha de aprobación: 15 de agosto de 2010

Andrés Cárdenas Contreras, Juan Carlos Acosta Chady, José Arturo Arias

Resumen

En el marco del proyecto de investigación “Metodología de adquisición y procesamiento de datos geomagnéticos marinos”, realizado por el Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas (CIOH) de la Armada Nacional, adscrito a la Dirección General Marítima (DIMAR) y por la Facultad de Ingeniería de la Universidad Distrital “Francisco José de Caldas”, se presentan los resultados de aplicar el algoritmo fuente de parámetros imagen para detectar las fuentes anómalas presentes en el sector Punta Gigante, de la Bahía de Cartagena, encontrándose que en la localización de las fuentes es indispensable realizar varias técnicas de procesamiento como las derivadas verticales y la reducción al polo, lo que permite complementar los métodos y obtener mejores resultados en cuanto a la precisión de éstos.

Palabras claves: fuente de parámetros imagen, anomalía magnética, procesamiento, reducción al polo.

Abstract

In the research project Methodology Data Acquisition and Processing Marine Geomagnetic, development by Oceanographic Research Center and Hydrographic of the Navy (CIOH), assigned General Maritime (DIMAR) and Engineering at the University District “Francisco José de Caldas” DIMAR-CIOH, we present the results of applying the algorithm *Source Parameter Imaging- SPI* to detect anomalous sources in the sector Punta Gigante Cartagena Bay, finding that the location sources is essential to perform various processing techniques such as vertical derivate and the reduction to the pole, which can complement the methods and get better result as to the accuracy thereof.

Key words: source parameters image, magnetic anomaly, processing, reduction to the pole.

Introducción

Uno de los trabajos que obtuvo información magnética marina del área de estudio fue el realizado

por el crucero de investigación oceanográfica del Reino Unido *Charles Darwin*, en 1989, el cual obtuvo datos GPS, magnéticos y gravimétricos.

Los datos magnéticos fueron adquiridos con magnetómetro de protón de precisión de tipo análogo Varian V75, mientras que los datos batimétricos se obtuvieron con la ecosonda IOS MK3. El área de estudio fue localizada en las coordenadas geográficas entre 9° 30' y 13° N de latitud y entre 73° y 77° W.

La Agencia Nacional de Hidrocarburos realizó el estudio New Magnetic Anomalies Colombia MAM – 2008 y el mapa de anomalías magnéticas de Colombia, MAM, fue obtenido mediante los datos magnéticos de Colombia COL.MAG, cuya adquisición se hizo por firmas multinacionales. Conocida la intensidad del campo magnético total observada, se le restó el valor del campo normal de la Tierra, IGRF. Los rangos de las anomalías fueron normalizados por diferencias de alturas y luego graficados para obtener el mapa de anomalías magnéticas de Colombia, que presenta variaciones entre -113 nT y +104 nT para todo el país, incluyendo algunas zonas de las plataformas oceánicas del Caribe y el Pacífico colombianos. La zona del Caribe correspondiente al proyecto de investigación muestra valores de 10 nT a -30 nT, en el mapa de anomalías magnéticas del país (Briceño et al., 2008).

Considerando que los estudios sobre el campo magnético marino en el Caribe colombiano han sido escasos, el presente artículo busca aportar al conocimiento nacional sobre el tema. En el marco del proyecto de investigación “Metodología de adquisición y procesamiento de datos geomagnéticos marinos”, efectuado por un convenio interinstitucional entre la Universidad Distrital Francisco José de Caldas y DIMAR –CIOH, se dispuso del personal científico calificado para su desarrollo. De esta manera, se integró un grupo idóneo conformado por oceanógrafos, hidrógrafos, ingenieros catastrales y geodestas, ingeniero electrónico, geofísico, la tripulación del buque y el jefe de levantamientos del CIOH.

En este artículo se presentan los resultados de la adquisición y procesamiento de los datos sobre el sector llamado Punta Gigante, área localizada en la zona correspondiente a la carta náutica 255, Islas del Rosario, y en especial un enfoque teórico del modelo IGRF y el algoritmo fuente de pará-

metros imagen, que resultó óptimo y preciso en la determinación de fuentes anómalas.

1. Ecuaciones matemáticas del campo geomagnético

Dado que un campo geomagnético B es un campo vectorial, se tiene un potencial geomagnético V que corresponde a un campo escalar asociado al anterior, cuya relación se presenta por medio del gradiente negativo

$$B = -\nabla V \quad (1)$$

El campo magnético terrestre, o campo geomagnético, puede describirse en un 90% como un dipolo V_i magnético; sin embargo, la descripción completa del campo magnético terrestre debe realizarse con un análisis similar al campo gravitatorio, es decir, con un desarrollo en series del potencial magnético V . Los diferentes términos de este desarrollo lo aproximan sucesivamente al potencial magnético real u observado. Es necesario, sin embargo, distinguir previamente entre campo magnético interno V_i y externo V_e , distinción íntimamente relacionada con la variación del campo magnético terrestre (Díaz de Argandoña, 2004).

$$V = V_i + V_e \quad (2)$$

IGRF (International Geomagnetic Reference Field)

El IGRF corresponde al modelo matemático conocido como el campo magnético normal de la Tierra y su porcentaje anual de cambio (variación secular). En regiones libres de fuente por encima de la superficie, el campo magnético B está definido como un gradiente de potencial escalar negativo, V , en términos de la siguiente ecuación:

$$B(r, \theta, \lambda, t) = -\nabla V(r, \theta, \lambda, t) \quad (3)$$

donde r, θ, λ son coordenadas geocéntricas, r es la distancia al centro de la Tierra, θ la colatitud ($90-\varphi$) y λ la longitud; α es el radio magnético de referencia (6'378.137 m); $g_n^m(t)$ y $h_n^m(t)$ son los coeficientes gaussianos definidos por la IAGA

(Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía) para la IGRF, en el tiempo t y $P_n^m(\theta)$ son las funciones Schmidt semi-normalizadas asociadas de Legendre de grado n y orden m . Aunque un modelo de un dipolo simple ofrece

una buena aproximación del campo geomagnético, se debe considerar una expansión en armónicos esféricos del potencial escalar, tal como aparece en la siguiente ecuación, base del modelo IGRF.

$$V(r, \theta, \lambda) = a \sum_{n=1}^{n_{\max}} \frac{a^{n+1}}{r} \sum_{m=0}^n (g_n^m(t) \cos(m\lambda) + h_n^m(t) \sin(m\lambda)) P_n^m(\theta) \quad (4)$$

Dado que el campo magnético se calculará teniendo en cuenta las derivadas parciales del potencial escalar para cada una de las componentes, se hace necesario obtener las siguientes ecuaciones:

donde B_r , B_θ y B_ϕ representan la intensidad del campo en función de las coordenadas tangenciales, asociadas a las variables definidas (Davis, 2004).

$$B_r = -\frac{\partial V}{\partial r} = \sum_{n=1}^{n_{\max}} \frac{a^{n+2}}{r} (n+1) \sum_{m=0}^n (g_n^m(t) \cos(m\lambda) + h_n^m(t) \sin(m\lambda)) P_n^m(\theta) \quad (5)$$

$$B_\theta = -\frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial \theta} = -\sum_{n=1}^{n_{\max}} \frac{a^{n+2}}{r} \sum_{m=0}^n (g_n^m(t) \cos(m\lambda) + h_n^m(t) \sin(m\lambda)) \frac{\partial P_n^m(\theta)}{\partial \theta}$$

$$B_\phi = -\frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial V}{\partial \phi} = -\frac{1}{\sin \theta} \sum_{n=1}^{n_{\max}} \frac{a^{n+2}}{r} \sum_{m=0}^n (-g_n^m(t) \sin(m\lambda) + h_n^m(t) \cos(m\lambda)) P_n^m(\theta)$$

El tiempo es dado en años decimales, t_0 es la época del modelo del campo magnético principal y t es la fecha para cada modelo de valores requerido, es decir $(t_0 \leq t \leq t_0 + 5)$ modelados a partir de los diferentes observatorios magnéticos distribuidos en el mundo. Los coeficientes del campo principal se redondean al entero más cercano en nanoteslas (nT) que corresponden al límite de resolución de la disposición de los datos. Es decir, el cambio es asumido como lineal en intervalos de cinco años, para la aproximación de los cinco años siguientes, donde el porcentaje de cambio es dado por la predicción de los coeficientes de variación secular obtenidos (Mandea and Macmillan, 2000).

El IGRF 2005 fue calculado con datos magnéticos recopilados con los satélites Oersted y Champ en el período 1999.2-2004.6 y datos de observación promedio en el intervalo 1999.0-2004.0, de los observatorios magnéticos. Para mejorar las es-

timaciones de la variación secular 2005.0-2010.0 se utilizaron predicciones basadas en la aplicación de filtros para la predicción lineal y series largas de medias anuales de los observatorios. Estos datos fueron obtenidos por una serie armónica, que corresponde a un modelo campo interno de grado máximo $n_{\max} = 36$, con una dependencia cuadrática en el tiempo hasta el grado 8 y una dependencia lineal de tiempo hasta el grado 12, un campo externo de grado máximo $n_{\max} = 2$ con dependencia lineal en el tiempo, con variaciones semestrales y anuales (Lesur et al., 2005).

1.1 Anomalías magnéticas

Se define anomalía magnética ΔB , a la variación del valor del campo escalar observado y el valor teórico; es decir, el valor obtenido por las observaciones marinas, terrestres o aéreas del campo geomagnético, al cual se le han reducido las variaciones periódicas y no periódicas que han sido

corregidas $B_{\text{obs}er-corr}$, de las cuales la variación diurna por el campo magnético externo es la más importante, y a esta magnitud se le resta el valor normal del campo B_{IGRF} que es el mismo valor logrado en el modelo IGRF, para un espacio – temporal definido.

$$\Delta B = B_{\text{obs}er-corr} - B_{IGRF} \quad (6)$$

Las anomalías magnéticas son causados por variaciones en la magnetización de las rocas de la litosfera. Mediante mediciones históricas del campo magnético se ha encontrado que muchas muestras de rocas demuestran que la mayoría de sedimentos de las rocas por lo general no son magnéticos, mientras que rocas ígneas ricas en minerales de hierro a menudo sí lo son.

Las anomalías magnéticas también son el resultado de la naturaleza dipolar del campo magnético, de ahí que se presenten valores positivos y negativos; su comportamiento puede ser de tipo regional o global, como el modelo EMAG2, mientras que para el caso de prospección geofísica con fines de búsqueda de hidrocarburos, fallas, cuerpos magnéticos y demás, se puede causar un patrón más complejo de magnética causado por la inclinación, forma y profundidad del propio cuerpo magnético (Telford et al., 1990).

1.2. Primera y segunda derivada vertical

El uso de las derivas verticales siempre ha sido un método estándar después de que Nabighian (1984) encontró que éstas servían para mejorar los valores de alta frecuencia de los datos. Es así como la segunda derivada vertical se calculaba utilizando un filtro de convolución de la ecuación de Laplace, según la siguiente ecuación matemática.

$$\nabla^2 f = 0 \quad (7)$$

Es decir, según la relación:

$$\frac{\partial^2 f}{\partial z^2} = - \left(\frac{\partial^2 f}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 f}{\partial y^2} \right) \quad (8)$$

Utilizando el filtro de Fourier es más fácil obtener la derivada n -ésima a partir de la relación:

$$F_o \left(\frac{\partial^n f}{\partial z^n} \right) = k^n \cdot F(f) \quad (9)$$

donde F_o representa el campo de Fourier y k es el número de onda o frecuencia, cuya representación también se puede definir en términos de la ecuación:

$$\frac{\partial^n f}{\partial z^n} = \lim_{\Delta z \rightarrow 0} \frac{f(x, y, z) - f(x, y, z - \Delta z)}{\Delta z} \quad (10)$$

Donde f es el campo potencial (o su derivada) y z es el signo positivo que convencionalmente se aplica hacia abajo.

1.3. Reducción al polo

La reducción al polo es utilizada en latitudes magnéticas bajas para cambiar una anomalía a su equivalente en el polo magnético norte. Esta reducción se utiliza para simplificar la interpretación y visualización de anomalías desde latitudes magnéticas bajas. Su fórmula matemática es:

$$L(\theta) = \frac{1}{(\text{Sen} I_a + i \text{Cos} I * \text{Sen}(D - \theta))^2} \quad (11)$$

donde

I = inclinación magnética.

I_a = inclinación para la amplitud de corrección.

D = declinación magnética.

El valor predeterminado es $I_a = \pm 20$, con $I_a = 20$ si $I > 0$ y $I_a = -20$ si $I < 0$; si I_a es por algún motivo definida para ser menos que I , ésta se configura a I . Es decir $|I| = I$. La reducción al polo tiene un componente de amplitud $\text{sen} I$, un componente de fase $i \cos I$ y $\cos(D - \theta)$ número de onda magnético. Cuando hay reducción al polo desde las latitudes ecuatoriales, características de norte a sur pueden desaparecer debido a la fuerte corrección de amplitud individual que es aplicada cuando $(D - \theta)$ es $\pi/2$.

Los resultados obtenidos permiten inferir como serio el comportamiento de la componente vertical de la grilla de datos magnéticos, dado que la reducción al polo tiene un componente de amplitud y un componente de fase, lo que permite ver las anomalías en una geometría representativa de los cuerpos o fuentes anómalos.

1.4. Fuente de parámetros imagen

La interpretación de las anomalías magnéticas involucra la determinación de los parámetros que caracterizan la fuente de la anomalía; la profundidad del tope de la estructura es un parámetro comúnmente buscado y el método de fuente de parámetros imagen (*Source Parameter Imaging, SPI*), es una manera de determinar la profundidad estimada. Este método es un procedimiento para el cálculo automático de las profundidades de la fuente de datos de grillas magnéticas.

Con este método se puede mostrar en una imagen la estimación correcta para cada anomalía independiente de la fuente magnética que la produzca. Si se asume una magnetización no remanente, el buzamiento y la susceptibilidad de contraste puede ser estimada (Thurston y Smith, 1998).

El método SPI estima la profundidad del número de onda local de la señal analítica, considerando que la señal analítica $A_2(x, z)$ fue definida por Nabighian (1972) como

$$A_1(x, z) = \frac{\partial F(x, z)}{\partial x} - j \frac{\partial F(x, z)}{\partial z} \quad (12)$$

donde $F(x, z)$ es la anomalía del campo magnético total, j es un número imaginario y x, z son las coordenadas de la dirección vertical y horizontal perpendiculares a la tendencia del modelo, respectivamente. Nabighian (1972) encontró que la parte real e imaginaria se pueden relacionar de la siguiente manera:

$$\frac{\partial F(x, z)}{\partial x} \Leftrightarrow -\frac{\partial F(x, z)}{\partial z} \quad (13)$$

donde \Leftrightarrow es la transformada de Hilbert, de tal manera que el número de onda k_1 se define mediante la siguiente relación (Thurston y Smith, 1998):

$$k_1 = \frac{\partial}{\partial x} \arctan \left[\left(\frac{dF}{dz} \right) / \left(\frac{dF}{dx} \right) \right] \quad (14)$$

La transformada de Hilbert y el operador derivada vertical son lineales, de tal forma se puede obtener que:

$$\frac{\partial^2 F(x, z)}{\partial z \partial x} \Leftrightarrow -\frac{\partial^2 F(x, z)}{\partial z^2} \quad (15)$$

La derivada de segundo orden $A_2(x, z)$ de la señal analítica se obtiene, según Nabighian (1972), como:

$$A_2(x, z) = \frac{\partial^2 F(x, z)}{\partial z \partial x} - j \frac{\partial^2 F(x, z)}{\partial z^2} \quad (16)$$

de tal forma que el número de onda en este caso será:

$$k_2 = \frac{\partial}{\partial x} \arctan \left[\left(\frac{\partial^2 F}{\partial z^2} \right) / \left(\frac{\partial^2 F}{\partial z \partial x} \right) \right] \quad (17)$$

La primera y la segunda derivada del número de onda son utilizadas para determinar el modelo más apropiado y la estimación de la profundidad. Dado que en la práctica se requiere una solución aplicada, Thurston y Smith (1998) encontraron que con la determinación del número de onda máximo es posible determinar la profundidad, aplicando la siguiente relación:

$$P_{\text{profundidad}} = \frac{1}{K_{\text{max}}} \quad (18)$$

$$K = \sqrt{\left(\frac{d^2 A}{dx^2} \right) + \left(\frac{d^2 A}{dy^2} \right)} \quad (19)$$

$$A = \arctan \left\{ \frac{\left(\frac{dF}{dz} \right)}{\sqrt{\left(\frac{d^2 F}{dx^2} \right) + \left(\frac{d^2 F}{dy^2} \right)}} \right\} \quad (20)$$

2. Materiales y metodos

2.1. Plataforma ARC Providencia

El Buque ARC Providencia (figura 1) es una plataforma de investigación científica, presta sus servicios para apoyo de las investigaciones marinas adelantadas por los Centros de Investigación de la Dirección General Marítima (Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas (CIOH) en Cartagena, y el Centro de Control de Contaminación del Pacífico (CCCP) en Tumaco. Paralelamente desarrolla operaciones navales de apoyo a la Fuerza Naval en el mar Caribe y en el Pacífico colombiano. Cuenta con equipos de tecnología reciente que se encuentran integrados con el propósito de garantizar mayor exactitud y seguridad en la navegación. Entre estos equipos se encuentran el ECDIS Raytheon, equipos de radar integrado Furuno FR-2011, radar Raytheon Pathfinder MK 2 ARPA, diferentes equipos GPS, sistema transponder AIS, ecosonda de navegación ELAC LAZ 5000, corredera SAL R1, piloto automático Anschutz, girocompás Anschutz Standard 20, equipos de comunicación HF, VHF, facsímil, microondas y Satelital Iridium, así como sistema de transmisión de datos desde alta mar por vía HF. Además tiene una logística de camarotes que permite simultáneamente que estén a bordo en las campañas de investigación científica oficiales, tripulación, científicos y enfermería.



Figura 1. Buque ARC Providencia. Fuente: CIOH.



Figura 2. Integrantes del grupo científico y magnetómetro Geometrics G-882.

También, en el buque se encuentra el magnetómetro marino modelo *Geometrics G-882* (figura 2), que tiene las siguientes características: una alta resolución y calidad en los datos <3 nT, diseñado para la operación de buques de gran calado dada su aplicación en grandes profundidades soportando 4.000 PSI, telemetría sobre el acero coaxial a disposición de 10 km.

El diseño de alta sensibilidad de este magnetómetro permite cumplir con varios requisitos marinos, en aguas superficiales y profundas; en estas últimas se logran gracias a la integración de los sistemas Side Scan Sonar y control de la profundidad y altitud del pescado del magnetómetro. El magnetómetro utiliza un sistema de resonancia atómica, con vapor de cesio, que funciona como elemento de control de frecuencia en un circuito oscilador. La frecuencia de oscilador eléctrico del magnetómetro se conoce como la frecuencia de Larmor. Utiliza como *software* de adquisición MagLog Lite para registrar, grabar y mostrar en tiempo real los datos GPS y geomagnéticos de la medición en posición. Es operable en casi todas las regiones del mundo, realizando algunas modificaciones a la orientación del sensor, con sólo unas pequeñas limitaciones en zonas ecuatoriales. Está compuesto de: Pescado, cable de comunicación, botella de telemetría, terminal de *aceroslip ring*, terminal de acero y conector eléctrico sumergible, winche electrohidráulico, cable y módem de comunicaciones, GPS diferencial, equipo de cómputo y contador digital de guaya (figura 2).

2.2. Áreas de Investigación

El área de investigación del Caribe estuvo localizada en la zona correspondiente a la carta 255, islas del Rosario, comprendido entre las coordenadas de latitud $10^{\circ} 06' 30''$ N y $10^{\circ} 16' 30''$ N y entre $75^{\circ} 52' 00''$ W y $75^{\circ} 38' 00''$ W de longitud (figura 3). El 21 de mayo de 2009 se realizó recopilación

de datos en un sector cercano a Punta Gigante, con 8 líneas separadas 80 metros a un intervalo de muestreo de 100 Hz, cubriendo un área de 5 km², adquiriéndose información entre las 12:36:04 y las 20:31:40 de tiempo universal. Se le denominó falla Rocha, de acuerdo al nombre asignado por Ingeominas en la plancha Arjona.

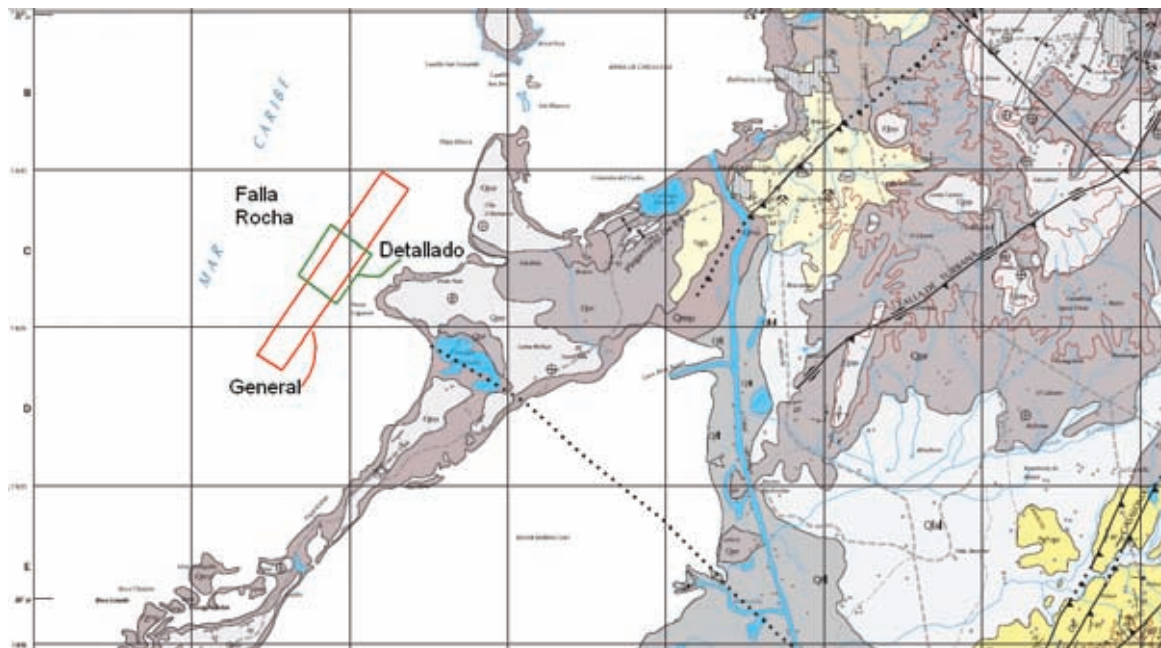


Figura 3. Localización en el mapa geológico de la adquisición FRG.
Plancha Arjona. Ingeominas. Escala 1:100.000

3. Resultados obtenidos y conclusiones

Como se mencionó en la ecuación (6), es necesario obtener la anomalía magnética para encontrar las fuentes de interés presentes en la plataforma oceánica; para esto es necesario que a los datos adquiridos se les haga la corrección por IGRF o valor normal del campo magnético y variación diurna.

Se utilizó el modelo IGRF 2005 del *software* Oasis Montaj® y para la corrección por variación diurna se usó como estación base de referencia para determinar la variación del campo magnético externo la estación San Juan (Puerto Rico), de la red Intermagnet (<http://www.intermagnet.org>), conocida como la Red global de monitoreo del campo magnético de la Tierra, que cuenta con

estaciones en varios países del mundo. El intervalo de muestreo de esta estación es de 1 minuto, y considerando que el intervalo de muestreo de adquisición de los datos observados fue de 100 Hz o 60 muestras por minuto, fue necesario normalizar esta corrección por variación diurna.

En el preproceso de los datos se efectuó el filtrado de atípicos, y éste se obtuvo a partir de los histogramas del campo magnético total en cada una de las adquisiciones; se observaron los valores extremos y atípicos generados por la cercanía del magnetómetro y otras causas (Fabra y Téllez, 2009)

En los mapas obtenidos se realizó la interpolación utilizando el método *kriging* ordinario en un tamaño de celda de 27 m; los datos fueron ad-

quiridos en el sistema de coordenadas geográficas WGS84 y de acuerdo a las normas establecidas por la Organización Hidrográfica Internacional (OHI), todos los mapas fueron realizados en proyección UTM zona 18 norte.

Una vez ingresados los datos al *software* Oasis Montaj®, y de acuerdo al diseño de adquisición se tiene un azimut de 27,29° (figura 4), entonces, para propósitos únicamente de visualización cartográfica y facilidad de procesamiento de la información, se realizó una rotación de las coordenadas de proyección a unas coordenadas falsas UTM zona 18 N, que son el resultado de realizar una rotación con respecto a la coordenada vértice inferior izquierda del área de levantamiento.

Se hizo una continuación analítica hacia arriba y se compararon diferentes alturas de continuación analítica hacia arriba con el propósito de eliminar las altas frecuencias (Gomes F. y Sandoval, 2008), pero se encontró que el mejor comportamiento de los datos se presentaba en el mapa sin continuación analítica, concluyéndose que no fue necesaria la continuación analítica de los datos. En los mapas de anomalías (figuras 5 y 9) se muestra una variación de -85,6 a -5.193 nT, mostrándose una leve tendencia de los datos con respecto a las líneas de adquisición en la dirección N-S, lo que significa que en su verdadera posición se encuentra la dirección NNE - SSW.

La primera derivada vertical (figura 6) es comúnmente aplicada al total de datos del campo magnético para mejorar las fuentes geológicas más superficiales de la estructura regional y los bordes de las anomalías, mientras que la segunda derivada vertical (figura 7) tiene el efecto de acentuar la longitud de onda menor (fuente menos profunda) de los componentes a expensas de la longitud de onda larga. Esta técnica, que mejora

los datos, fue expuesta por primera vez por Elkins (1951). En las derivadas verticales, cuanto mayor sea el orden, mayor es la amplificación relativa de frecuencias más altas y mayor es también el riesgo de acentuar el ruido a un nivel inaceptable. Por esta razón, derivadas verticales de tercer orden y por encima casi nunca se calculan (Elkins, 1951).

Se realizó la reducción al polo (figuras 8 y 10), para definir las fuentes anómalas, encontrándose que además de las tendencias en los extremos W y E del área de investigación, también se puede apreciar un área de interés muy importante en el extremo norte, producto de un alto contraste en los datos obtenidos, entre -85,16 y 29,15 nT. Se destaca que la topografía del fondo marino (figura 10) coincide con una zona de interés magnético – batimétrico, que evidencia que la falla Rocha inferida sí existe, dados los altos contrastes obtenidos de la anomalía magnética, que son corroborados por los métodos de reducción al polo; sin embargo, al parecer ésta se encuentra localizada más al norte del área descrita por Ingeominas en la plancha Arjona.

En el caso del método de interés, es decir, fuente de parámetros imagen, se muestra en el mapa que las profundidades de las fuentes magnéticas (figura 12), se encuentran en el rango entre 1.000 a 1.500 m de profundidad en la zona sur del área de investigación y algunas fuentes en la zona oeste, encontrándose la mayor cantidad de datos de interés y las mayores profundidades superiores a 1.500 m en la zona este. Dado que se efectuaron la primera y segunda derivadas verticales de la anomalía magnética (figuras 6 y 7) y la reducción al polo (figuras 8 y 10), se concluye que el método SPI es definitivo para complementar los resultados obtenidos e identificar más fácilmente las fuentes anómalas magnéticas de interés.

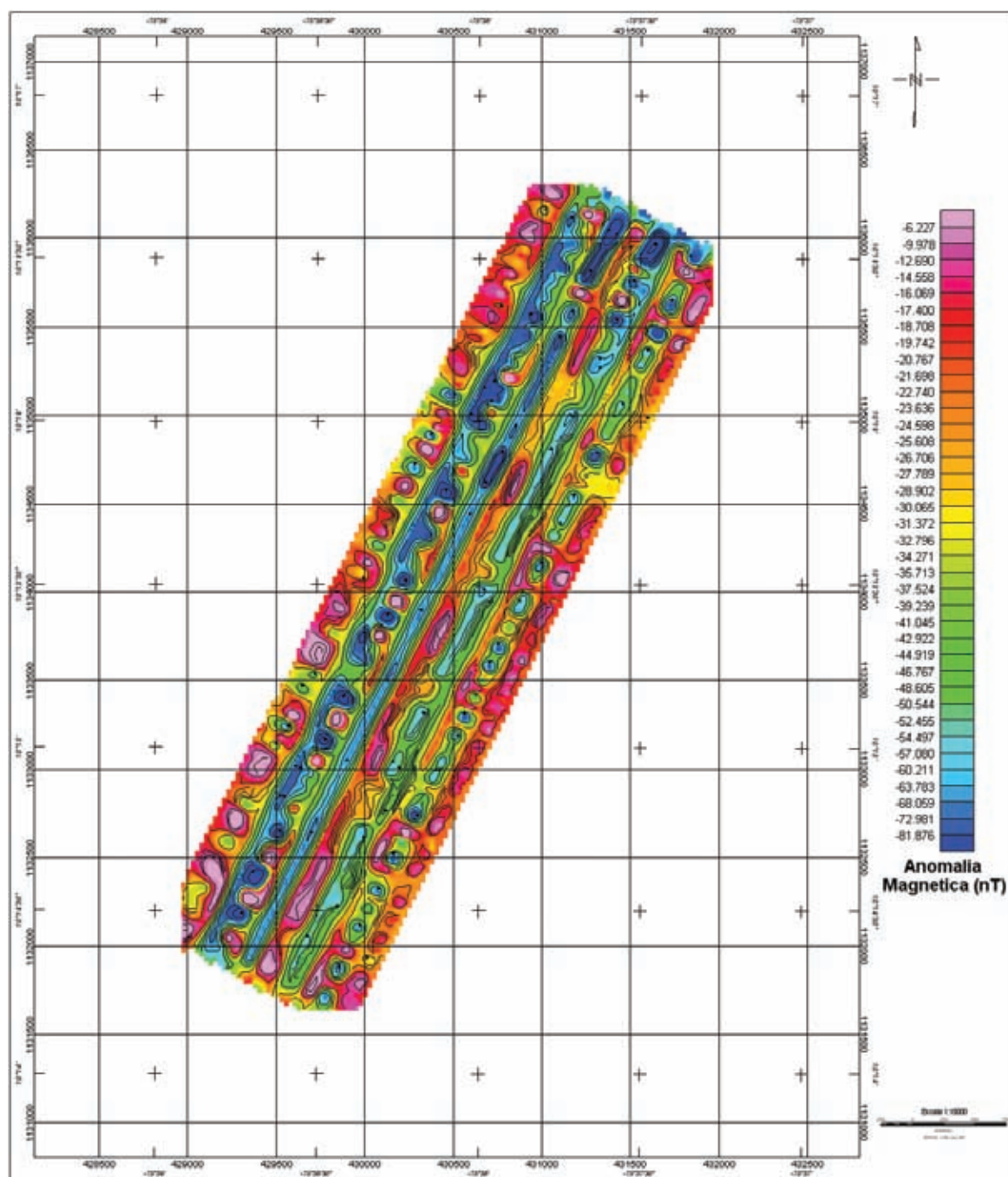


Figura 4. Mapa anomalía magnética, coordenadas reales.

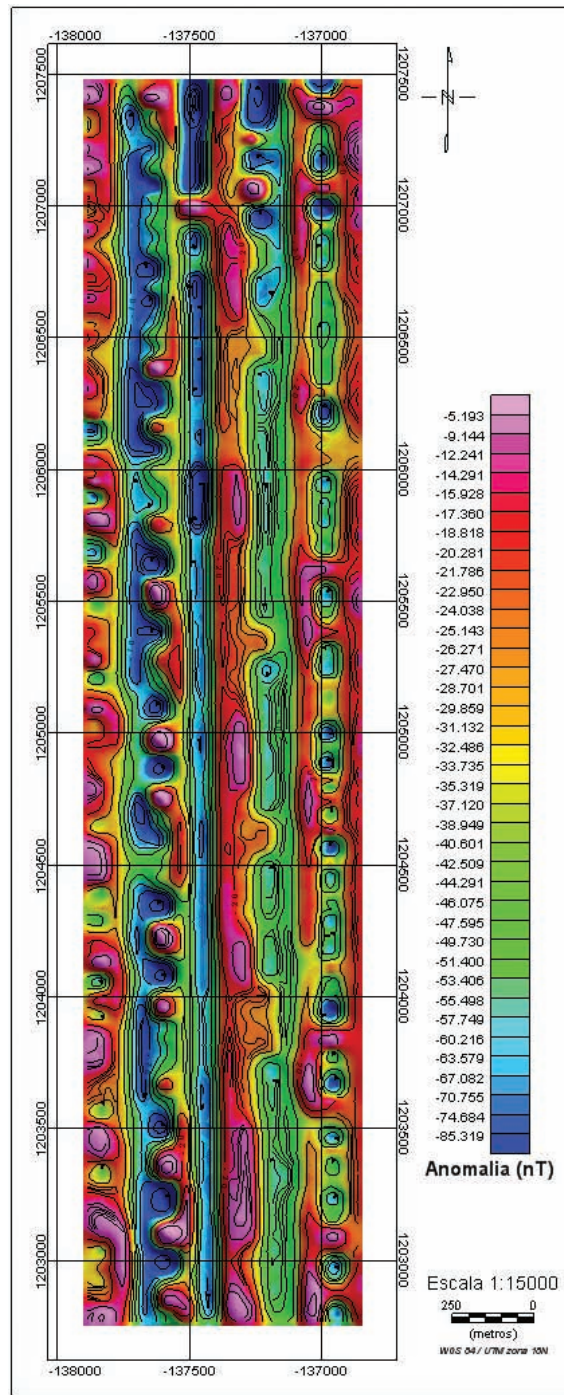


Figura 5. Mapa de anomalía magnética, coordenadas rotadas.

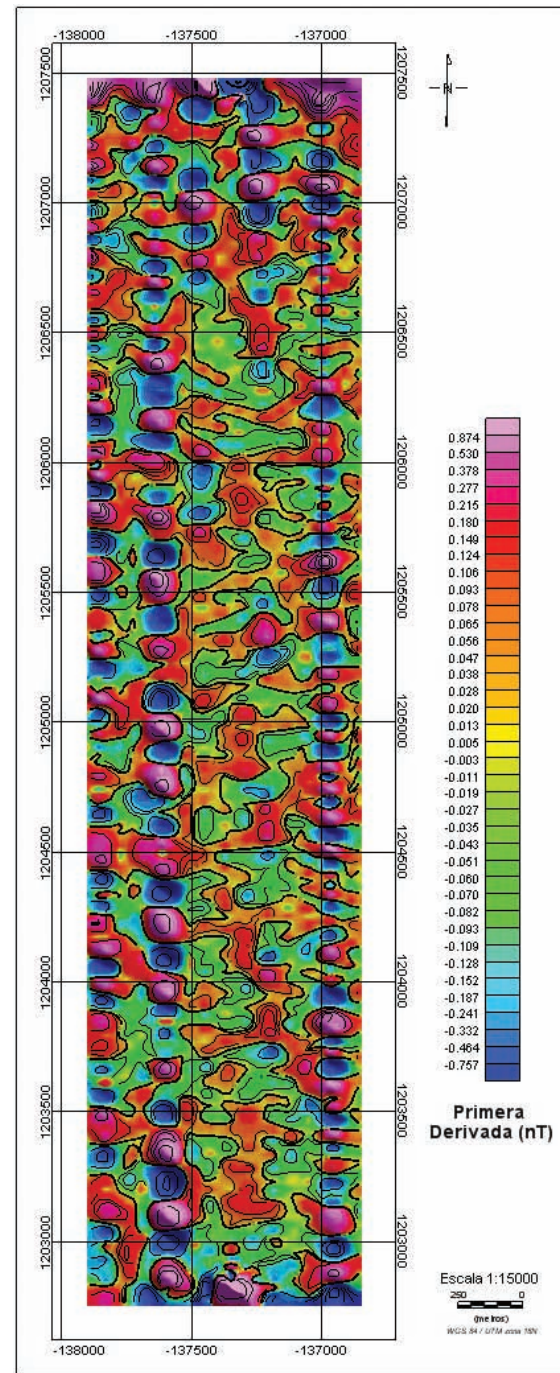


Figura 6. Mapa de primera derivada.

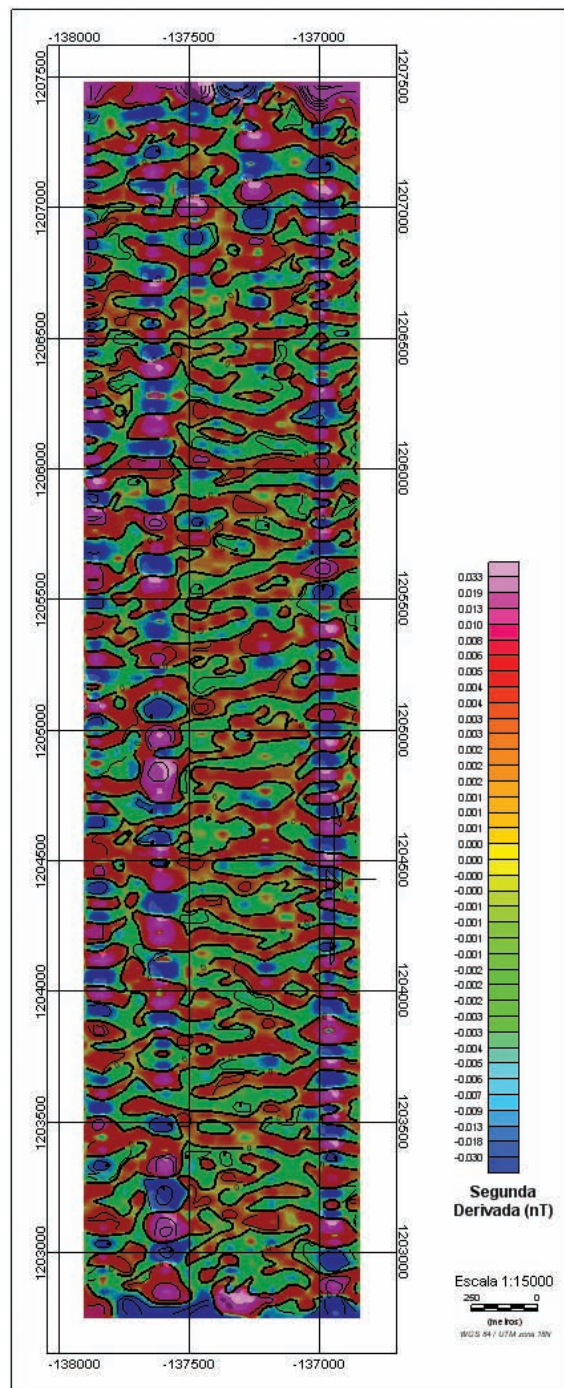


Figura 7. Mapa de segunda derivada.

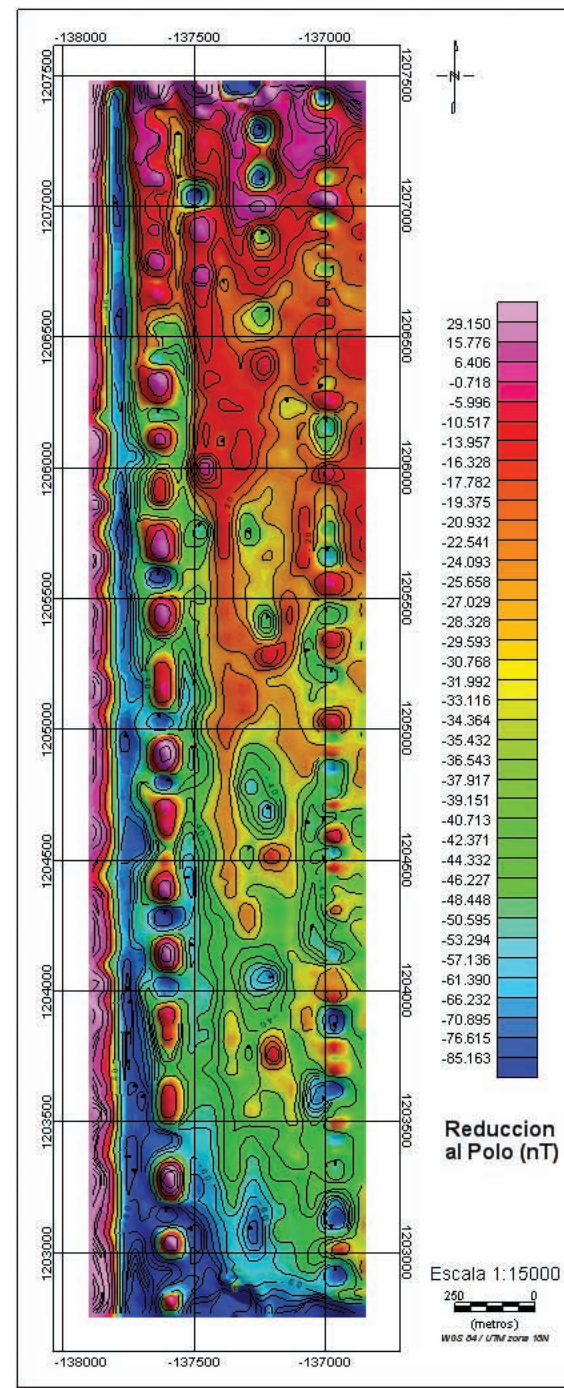


Figura 8. Mapa de reducción al polo.

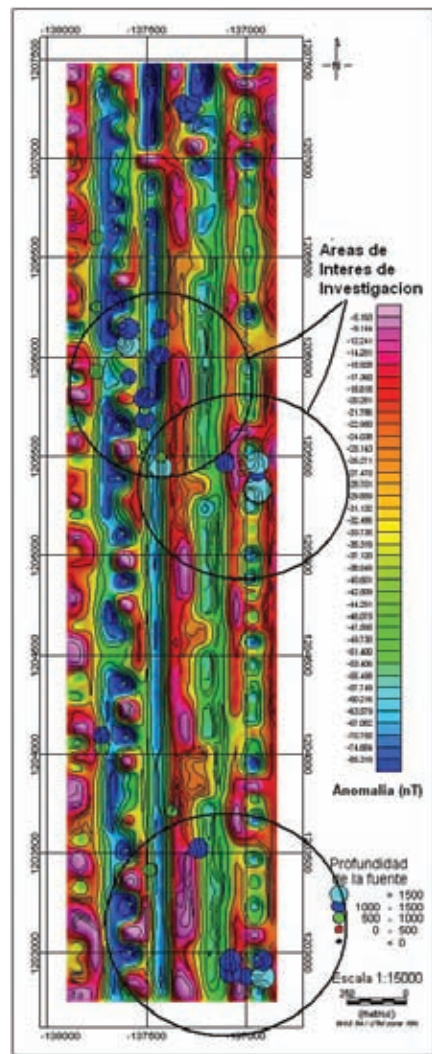


Figura 9. Mapa de profundidad de fuente de parámetros de imagen.

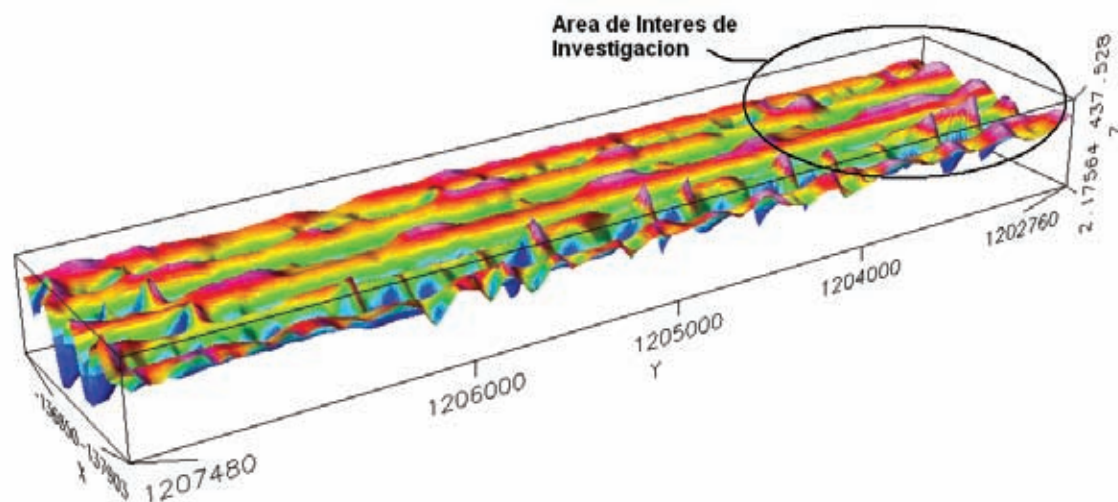


Figura 10. Mapas 3D de anomalía magnética.

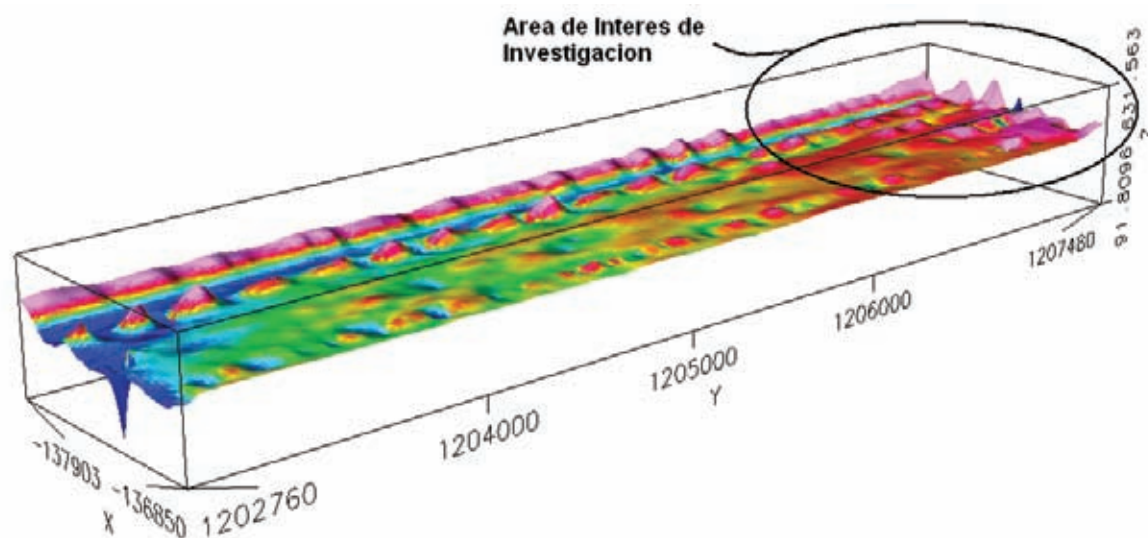


Figura 11. Mapas 3D de reducción al polo.

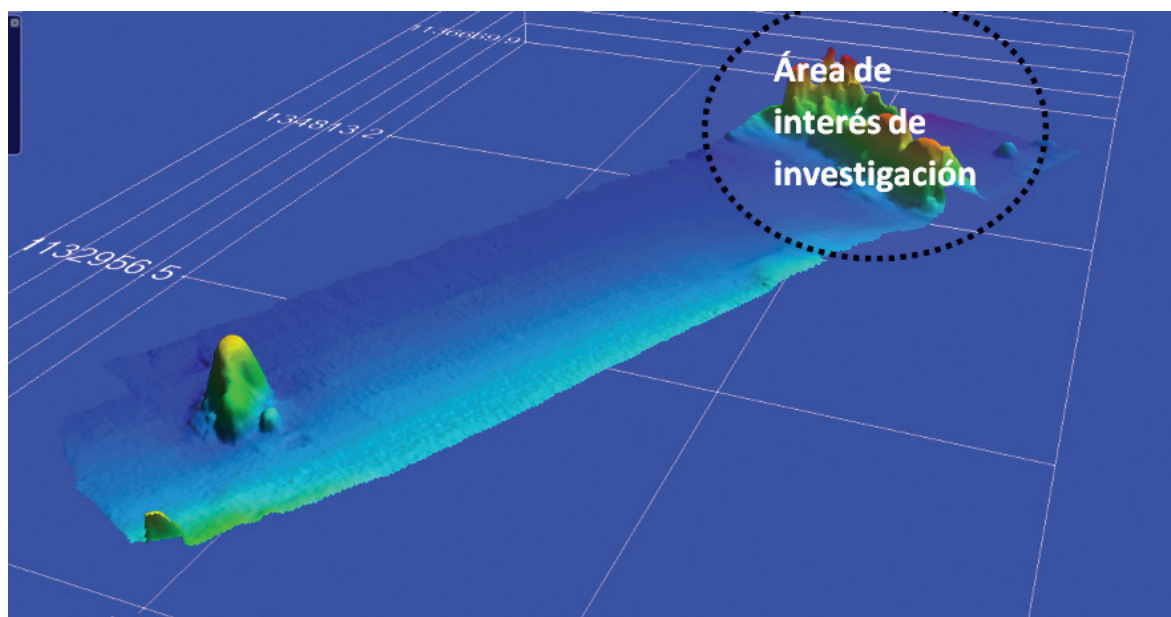


Figura 12. Sector de la falla geológica. Procesamiento en CARIS, realizado por CIOH.

Agradecimientos

Al DIMAR y la colaboración del capitán de fragata Herman León y al suboficial jefe de la armada Fabián Molina. Al Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas (CIOH) en cabeza de su director, el capitán de navío Esteban Uribe. Al Centro de Investigaciones y Desarrollo Científico de la Universidad Distrital Francisco José de Caldas. Al Centro de Relaciones Interinstitucionales de la Universidad Distrital Francisco José de Cal-

das. A Diana Marcela Rodríguez, colega geofísica, por su valioso aporte en el tema de procesamiento de los datos. A la tripulación de la fragata ARC Providencia y todos los participantes del proyecto de investigación. Al ingeniero electrónico Darling Lizcano por su valiosa colaboración en el trabajo de campo y por su capacitación y asesoría en el manejo del magnetómetro marino. A los ingenieros Sary Aived Téllez, Lina Fabra y Francisco Quiroz.

7. Bibliografía

- Briceño L. A.; Rey, C.; Hernández, O. and Zamora, J. A. *Earth Sciences Research Journal*, volumen 12, Spetial Edition, May. Updated Gravity and Magnetic Database of Colombia. ISSN1794-6190, 2008.
- Díaz de Argandoña, Javier. *Geofísica. Campo Geomagnético de la Tierra*. Departamento de Física Aplicada UPV-EHU, 2004.
- Elkins, T. A. *The second derivative method of gravity interpretation: Geophysics*, 16: 29-50, 1951.
- Fabra Camacho, Lina Marcela y Téllez Moncada, Sary Aived. *Determinación de la Anomalía Magnética Marina para una zona piloto de estudio en el Caribe Colombiano*. (Tesis de Pregado en Ingeniería Catastral y Geodesia). Universidad Distrital Francisco José de Caldas. 2009.
- Gomes F. y Sandoval. "Estudio geofísico integrado en la zona Yumare - Aroa, Estados Yaracuy y Falcón". (Tesis de Ingeniera Geofísica). Caracas, Universidad Central de Venezuela, 2008.
- Mandea Mioara and Macmillan Susan. "International Geomagnetic Reference Field—the eighth generation". *Earth Planets Space*, 52:1119–1124, 2000
- Nabighian, M. N. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal crosssection: Its properties and use for automated anomaly interpretation. En: *Geophysics*, 37:507-517.
- . "Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section". *Geophysics*, 39:85-92, 1974.
- . "Toward the three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: Fundamental relations". *Geophysics*, 53:957-966, 1984.
- Smith, Richard; Thurston, Jeffrey; Dai, Ting-Fan; MacLeod, Ian N. "ISPI The improved source parameter imaging method". *Geophysical Prospecting*, 46:141-151, 1998.
- Telford, W M.; Geldard, L. P. and Sheriff, R. E. *Applied Geophysics*, Second Edition. Cambridge, Cambridge University, 1990.

ANDRÉS CÁRDENAS CONTRERAS

Ingeniero Catastral y Geodesta Universidad Distrital Francisco José de Caldas, Magister en Ciencias Geofísica Universidad Nacional de Colombia, Profesor Asociado Facultad de Ingeniería Universidad Distrital Francisco José de Caldas.
Correo electrónico: acardenas@udistrital.edu.co

JUAN CARLOS ACOSTA CHADY

Oceanógrafo y Profesional en Ciencias Navales, Escuela Naval Almirante Padilla, Especialista en Patrimonio Histórico y Sumergido, Escuela Almirante Padilla. Magister en Puertos y Costas, Centro de Estudios y Experimentos de Obras Públicas. Director Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas -CIOH.

Correo electrónico: j.acosta@dimar.mil.co

JOSÉ ARTURO ARIAS CARDOZO

Tecnólogo Naval con énfasis en Hidrografía, Escuela Naval de Suoficiales ARC-Barranquilla. Harbour and Coastal Hydrography International Maritime Academy. Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas CIOH.

Correo electrónico: j.arias@cioh.org.co